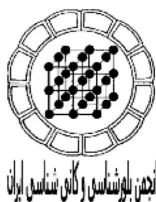
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۸، از صفحهٔ ۳۷۵ تا ۳۸۴



بررسی زمین زمان‌سنجی گنبد آتشفشانی بهلول داغی، شمال تبریز: برپایه داده‌های سن‌سنجی $^{40}Ar/^{39}Ar$ بیوتیت

سیده نرگس ساداتی*

دانشگاه محقق اردبیلی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

(دریافت مقاله: ۹۷/۲/۳، نسخه نهایی: ۹۷/۷/۷)

چکیده: حوضه تبریز دارای فعالیت‌های گسترده آتشفشانی سنوزوئیک و کواترنری بوده است و در پهنه برخوردی بین ورقه عربستان و اوراسیا قرار دارد. سازندهای موجود در منطقه از سازندهای رسوبی- تخریبی به سن میوسن (سازند قرمز بالایی) به همراه آتشفشانی‌های داسیتی جوان‌تر تشکیل شده‌اند. گنبد آتشفشانی بهلول داغی در جنوب روستای اسپیران از نظر ترکیب بین داسیت تا ریولیت متغیر بوده و معمولاً دارای بافت پورفیری با درشت بلورهایی از کوارتز، پلاژیوکلاز، سانیدین، هورنبلند و بیوتیت است. شواهد صحرایی آشکارا نشان می‌دهد که آنها به داخل توالی سازند قرمز بالایی نفوذ کرده‌اند و بنابراین جوان‌تر از این واحدها هستند. به منظور تعیین سن دقیق، بررسی‌های سن‌سنجی آرگون- آرگون بر هفت بلور بیوتیت جدا شده از نمونه داسیتی انجام شد. در این بررسی، طیف سن‌سنجی نعلی‌شکلی (U شکل) با سن‌های آشکار شده بالا نسبت به نمودار تشکیل شد. این شکل نعل‌مانند ناشی از بالا بودن مقادیر اولیه آزادسازی آرگون است که به وسیله کاهش سن در یک نمودار به خوبی تعریف شده دنبال می‌شود و با توجه به آن سن دقیق نمونه آتشفشانی مشخص می شود که برای نمونه‌های مورد بررسی ۲٫۰۵±۰٫۱۵ Ma تعیین شد.

واژه‌های کلیدی: *سن سنجی؛ آرگون اضافه؛ نمودار؛ اسپیران؛ بهلول داغی؛ تبریز.*

مقدمه

فرورانش نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی طی کرتاسه پسین تا پالئوژن و به دنبال آن برخورد ورقه ایران و ورقه عربی (برخورد قاره‌ای- قاره‌ای) مسؤول گسترش چهار پهنه ساختاری در ایران است (شکل ۱). این پهنه‌های ساختاری با روند شمال غرب- جنوب شرق شامل پهنه چین خورده زاگرس (زاگرس مرتفع و کمربند چین خورده زاگرس)، پهنه دگرگونی سنندج سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه دختر (UDMA) است [۱].

کمربند ماگمایی ارومیه - دختر بخشی از کمربند آلپ - هیمالیا است. این کمربند منحصر به ایران نبوده و در واقع بخشی از یک کمربند بزرگ‌تر به نام کمربند فلززایی آلپ - هیمالیاست که با طولی معادل ۴۰۰۰ کیلومتر از صربستان آغاز می‌شود و با عبور از ترکیه و ایران تا پاکستان ادامه دارد. این پهنه در حقیقت جزئی از فعالیت‌های آتشفشانی-نفوذی ترشیاری در ایران مرکزی است. فعالیت‌های آتشفشانی این کمربند از کرتاسه پیشین با فوران‌های آهکی قلیایی شروع و در ائوسن با گدازه‌های آهکی قلیایی ادامه یافته و در اواخر ترشیاری، گدازه‌های غنی از پتاسیم تشکیل شده‌اند [۲]. کمربند ارومیه - دختر شامل جریان‌های گدازه‌ای بازالتی، تراکی بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت، ایگنیمبریت و هم ارزهای آذرآواری آنهاست. سنگ‌های نفوذی این کمربند بیشتر شامل دیوریت، گرانودیوریت، گابرو و گرانیت است. اوج فعالیت‌های ماگمایی در این کمربند طی ائوسن رخ داده است [۳]. عمرانی و همکاران در سال ۲۰۰۸ سنگ‌های آتشفشانی این کمان ماگمایی را به دو دسته سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و سنگ‌های آتشفشانی میوسن تا

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۷۹۸۷۲۸۸، پست الکترونیکی: Sadati_sn@uma.ac.ir

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.375]

پلیوکواترنری تقسیم کرده‌اند [۴]. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن متشکل از آندزیت، توف و آذرآواری‌های حدواسط با مقادیر ناچیزی بازالت، آندزیت و ریولیت هستند؛ سنگ‌های آتشفشانی میوسن تا پلیوکواترنری از سنگ‌های آندزیتی تا داسیتی با سن میوسن پسین تا پلیوسن تشکیل شده‌اند که به وسیله سنگ-های آتشفشانی مافیک دنبال می‌شوند [۱-۵].

در منطقه مورد بررسی واقع در جنوب روستای اسپیران، گنبد آتشفشانی به داخل توالی رسوبی سازند قرمز بالایی نفوذ کرده است. این سازند نواحی گسترده‌ای از ناحیه مورد بررسی را پوشانده و متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل قرمز، مارن و تبخیری‌هاست. بر اساس بازدیدهای صحرائی، پیروی این گنبد آتشفشانی از ریخت‌شناسی سازند قرمز بالایی سن چینه شناسی آن را به پلیوکواترنری نسبت می‌دهند [۶] (شکل‌های ۲ و ۳ الف). این سن چینه شناسی با سن‌سنجی انجام شده بر گنبدهای ریولیتی که سنی حدود ۱۰-۱۷ میلیون سال را بر اساس بررسی‌های سن سنجی Rb/Sr و K/Ar کل سنگ گنبدهای ریولیتی نواحی مرتفع ارمنستان نشان می‌دهد، همخوانی دارد [۱].

تنوع گسترده سنگ‌های ماگمایی نوزا تا کواترنری، از گنبدهای داسیتی تا ریوداسیتی و گستردگی آن تا بیش از ۱۰۰ کیلومتر به دلیل شرایط ویژه تشکیل آنها و ارتباط فضایی با دیگر سنگ‌های ماگمایی اهمیت پژوهشی بسیاری دارد. فعالیت آتشفشانی داسیتی اواخر میوسن در شمال غرب به وسیله فعالیت‌های آتشفشانی قلیایی و شوشونیتی دنبال می-شود. چنین ارتباطی در دیگر نواحی برخوردی پهنه اوراسیا و گندوانا نیز گزارش شده است. تنوع انواع فرایندهای ماگمایی از آهکی قلیایی تا قلیایی دربردارنده سنگ‌های آتشفشانی با مقادیر پتاسیم بالا بیانگر این است که شمال غرب ایران نشانگر فعالیت آتشفشانی جوان است [۱]. با وجود پژوهش‌های فراوانی که تا به امروز بر سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب کشور انجام شده، سن دقیق جایگزینی این گنبدهای آتشفشانی در منطقه هنوز مشخص نشده است، از این رو، در این پژوهش به وسیله سن‌سنجی نوین Ar-Ar بر بیوتیت های جدا شده از سنگ‌های آتشفشانی بهلول داغی، سن دقیق این سنگ‌ها در ناحیه اسپیران تعیین می‌شود.

پیش از ابداع روش نوین سن‌سنجی Ar-Ar در دهه‌های اخیر، زمین‌زمان‌سنجی سنتی K-A برای تعیین سن سنگ‌های آتشفشانی و یافتن ارتباط چینه شناسی بین آنها بسیار استفاده می‌شده است. این روش سنتی برپایه کانی‌های غنی از K بوده است که نسبت به مهاجرت ^{40}K و ^{40}Ar از زمان تشکیل بسته بودند. با این حال بررسی‌ها نشان می‌دهد که در نتیجه فرایندهای گوناگونی که مهم ترین آنها چرخش سیال گرمابی است، ^{40}Ar می‌تواند به داخل بیوتیت نفوذ کند (اضافه شدن آرگون) یا می‌تواند از این کانی به خارج تراوش نماید (از دست دادن آرگون). چنین انحرافاتی از رفتار یک سیستم بسته موجب خطاهای اصولی در سن‌سنجی K-Ar می‌شود که معمولا شناسایی آن غیرممکن است و قابلیت اطمینان روش را به عنوان ابزار سن‌سنجی به شدت محدود می‌کند [۷]. روش سن‌سنجی به اصطلاح $^{40}Ar/^{39}Ar$ (یا فقط Ar-Ar)، این محدودیت و دیگر کاستی‌های زمین زمان‌شناسی K-Ar را با اعمال راهکارهایی از بین می‌برد. در این روش سن‌سنجی نیز همان کانی‌های پتاسیم دار (یا نمونه کل سنگ آتشفشانی) به کار رفته برای سن‌سنجی K-Ar استفاده می‌شود. در حالی‌که سن‌سنجی K-Ar سن مطلق را محاسبه می‌کند، Ar-Ar روش سن‌سنجی مرحله‌ای است که نیازمند واسنجی به‌وسیله تجزیه نمونه زمین‌شناسی استاندارد در کنار نمونه ناشناخته است. امروزه بازواسنجی موجب همخوانی بهتر نتایج سن‌سنجی Ar-Ar با دیگر زمین زمان‌سنج می‌شود [۸].

در روش نوین سن‌سنجی از آنجا که خطاهای اصولی به‌طور یکنواخت در سرتاسر بلور کانی آشکار نمی‌شود، سن‌سنجی به این روش ساده‌تر است؛ برای مثال، از دست دادن آرگون نزدیک به لبه بلور (یا نزدیک به شکستگی‌ها) مشخص‌تر است. در نخستین مراحل گرمایش تدریجی، آرگون ترجیحاً از حلقه بلوری تهی شده از ^{40}Ar ($^{40}Ar/^{39}Ar$ پایین) خارج می‌شود؛ بنابراین سن به دست آمده کمتر از سن زمین‌شناسی است. در حالی‌که ^{40}Ar حفظ شده در لایه‌های داخلی، تنها طی مراحلی با دماهای بیشتر آزاد خواهد شد. بنابراین طیف سن نمونه‌ای که دچار از دست دادن آرگون شده است افزایشی نشان می‌دهد که معمولا موجب ایجاد یک طیف مسطح می‌شود و از روی آن مقدار دقیق و ثابت سن قابل محاسبه است [۷].

^{40}Ar اضافه که پس از تبلور به داخل نمونه نشر یافته است، تمایل به استقرار در مرز بین دانه‌ها یا میانبارهای سیال دارد که در دماهای پایین مرحله نخستین گرمایش رها شده و موجب ایجاد ناهنجاری و نشان دادن سن قدیمی‌تر می‌شود. مراحل

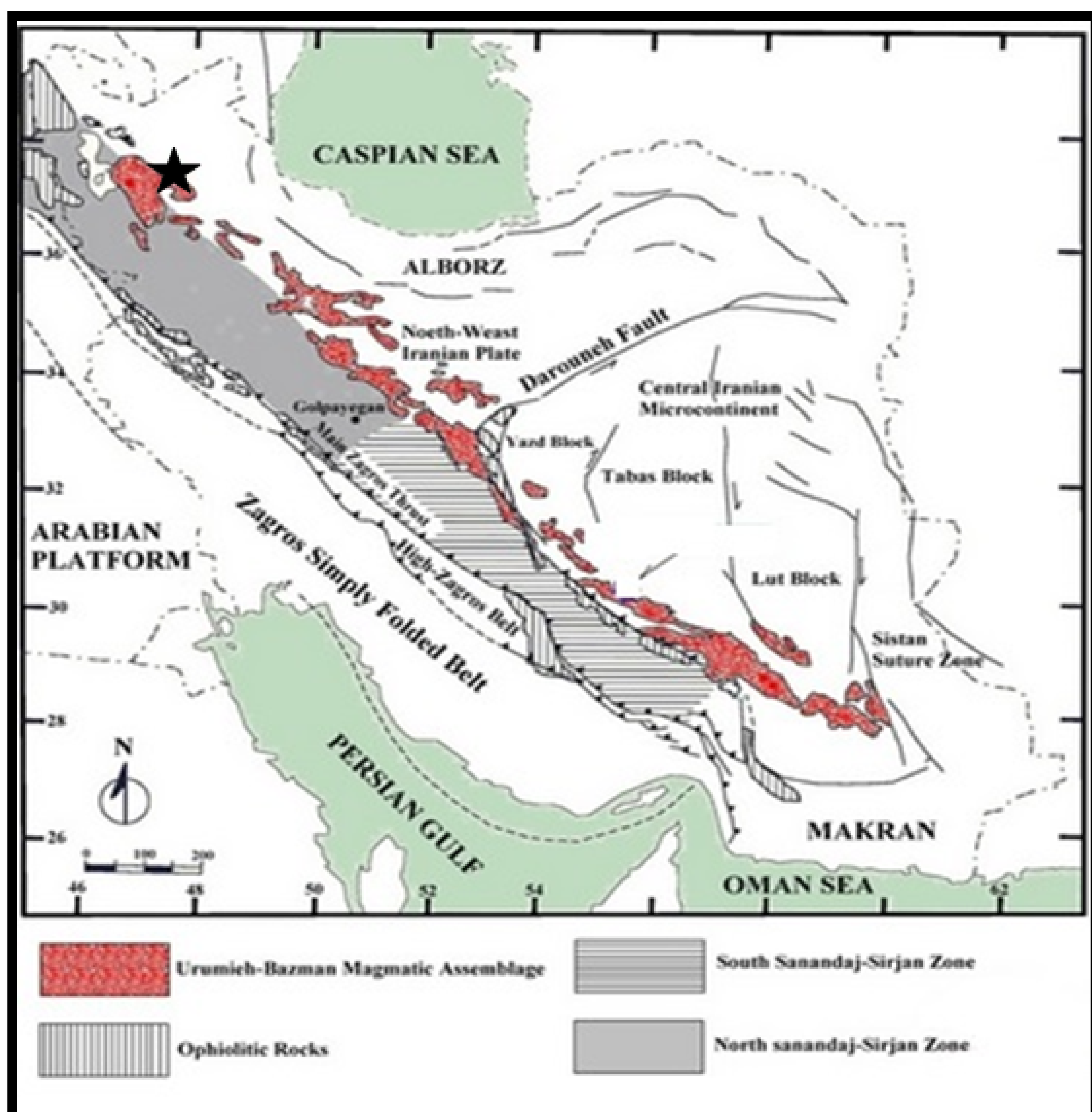
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.375]

بعدی (طیف مسطح) برای تعیین سن دقیق زمین‌شناسی مناسب‌تر است. با این حال گاهی ممکن است در مراحل نهایی آزادسازی آرگون، باز سن‌های قدیمی‌تر از سن واقعی به دست آید که دلیل آن ^{40}Ar به دام افتاده در میانبارهای کانی یا مذاب است [۹]. از طرف دیگر، خطاهای موجود در سن سنجی و عدم تعریف طیف مسطح می‌تواند ناشی از دگرسانی، درهمرشدی کانی‌های دیگر، ناخالصی در کانی‌های جدا شده یا حضور آرگون اضافی نیز باشد [۱۰].

با توجه به موارد بیان شده در این پژوهش با توجه به رفتار متفاوت آرگون از دست رفته و آرگون اضافه در طیف سن سنجی، افزون بر تعیین دقیق سن نمونه سنگ، شکل ویژه طیف با استفاده از این فرایندها تفسیر می‌شود.

زمین‌شناسی ناحیه مورد بررسی

حوضه نوزای تبریز در شمال غرب ایران قسمتی از سیستم گسلی امتدادلغزی است که در اواخر میوسن بین ورقه‌های برخوردی عربی و اوراسیا گسترش یافته [۱۱-۱۳] و بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در کمان ماگمایی ارومیه دختر قرار گرفته است [۱۴،۱] (شکل ۱).



شکل ۱ چهار پهنه مهم ساختاری ایران، کمربند ارومیه – دختر با نوار قرمز و ناحیه مورد بررسی با ستاره مشخص شده است (برگرفته از مرجع با تغییرات [۱] .

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.375]

کمان ماگمایی ارومیه دختر از سنگ های نفوذی و خروجی بـا سـن احتمـالی ائوسـن- کـواترنری و بـا راسـتای NW-SE تشکیل شده و بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی بیشتر شامل سنگ‌های آهکی قلیایی پهنه فرورانش است [۱،۱۵]. اوج ایـن فعالیت‌های ماگمایی را وابسته به زمان ائوسن می‌دانند. در طول گسل تبریز، حدود ۳۰ گنبد شبه آتشفشانی با بافت پـورفیری و ترکیب داسیتی تـا ریوداسـیتی (۱ تـا ۵ کیلـومتر مربـع) درون تنوعی از توالی رسوبی به سـن پـرمین تـا اوایـل میوسـن نفـوذ کرده‌اند [۱،۱۶].

در مقیاس جهانی، کوهزایی پس از میوسن پایانی (آتـیکن) به‌ترتیب عبارتند از رودانین[1]، لاشین[2] و پاسادنین[3] کـه واپـسین مرحله دگرشکلی آلپ پایـانی را تـشکیل مـی‌دهنـد. همگرایـی ورقه‌های عربستان و اوراسیا پس از این برخورد در اواخـر میـو-پلیوسن به اوج خود رسیده و سبب ضخیم‌شدگی، کوتاه‌شـدگی و فراخاست قابل‌توجه پوسته در شمال‌غرب ایران و شرق ترکیـه شده و فلات مرتفع ایـران- ترکیـه را بـه‌وجـود آورده اسـت [۱، ۱۲]. این مناطق از میوسن میانی تا کـواترنر شـاهد رخـدادهای ماگمـایی مـشابهی بـوده‌انـد و شـامل واحـدهای آتشفـشانی کلـسیمی- قلیـایی بـا طیـف ترکیبـی گـسترده‌ای از آنـدزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت هستند که احتمـالاً سـنی حـدود ۱۲ میلیون تا ۲/۸ میلیون سال پـیش (کـواترنری) دارنـد [۱۷-۱۹]. در منطقـه مـورد بررسـی، فـاز پاسـادنین کـه در اواخـر پلیوسـن- اوایـل کـواترنر رخ داده اسـت، موجـب آخـرین چین‌خوردگی‌ها، بالازدگی‌ها و روراندگی‌ها شـده اسـت. یکـی از بزرگترین رخدادهای این فعالیت آتشفشانی در جنوب روسـتای اسـپیران در گنبـد آتشفـشانی بهلـول داغـی (PLQ[V]) دیـده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳، الف) [۱۹].

گنبد بهلول داغی به ارتفاع ۲۱۰۰ متر بلندترین ارتفاع را در منطقه مورد بررسی دارد که دربرگیرنده سنگ‌های آتشفـشانی گنبدی‌شکل بـا ترکیـب تراکی‌آنـدزیتی تـا داسـیتی اسـت و واحدهای سنگی میوسن را قطع نموده و کوه منفـرد و گنبـدی مانند را در منطقه به‌وجود آورده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳ الف). سن دقیق نفوذ سنگ‌های آتشفشانی بهلول داغـی تـا پـیش از ایـن پژوهش مشخص نبود، اما اغلب بر اسـاس بررسـی‌هـای چینـه-شناسی آن را مربوط به زمان پلیوکواترنری یـا اوایـل کـواترنری می‌دانند.

رنگ ایـن سـنگ‌هـای آتشفـشانی از سـفید تـا خاکـستری متغیـر بـوده و گـستره ای حـدود ۰/۵ تـا ۴ کیلـومتر مربـع را در منطقـه مـورد بررسـی مـی‌پوشـانند (شـکل‌هـای ۲ الـف، ب). بازدیـدهای صـحرایی پیـشنهاد مـی‌کنـد کـه ایـن گنبدهای آتشفـشانی در طـول گـسل‌هـای محلـی و یـا محـور طاقـدیس بـه سـطح زمـین راه یافتـه‌انـد. در ایـن تـوده، سـنگ‌هـای داسـیتی غالـب بـوده و معمـولاً دارای بافـت پـورفیری بـا درشـت بلـورهـایی از کـوارتز، پلاژیـوکلاز، سـانیدین و بیوتیـت هـستند (شـکل‌هـای ۲ پ و ت). ایـن کـانی‌هـا معمـولاً بـه‌وسـیله هالـه‌ای کـدر از اکـسیدهای آهـن احاطـه شـده‌انـد. از بافـت‌هـای رایـج دیگـر در ایـن سـنگ می‌توان به بافت وزیکولار و آمیگدالوئیدال اشاره کرد.

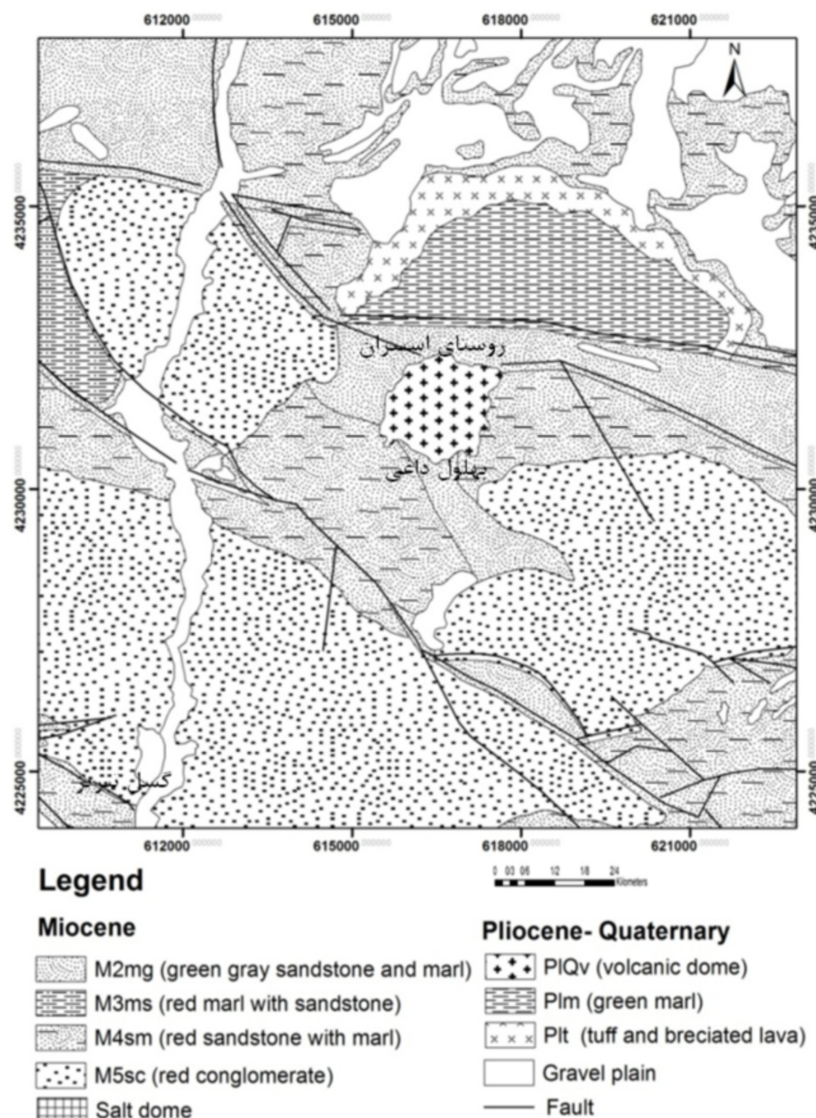
روش بررسی

با توجه به این که سنگ‌هـای ناحیـه مـورد بررسـی بـه شـدت دگرسان بودند، تنها چند نمونه حاوی کانی‌های غیردگرسان یـا با دگرسـانی انـدک وجـود داشـتند کـه از میـان آنهـا براسـاس بازدیدهای صحرایی و سنگ‌شناسی یک نمونه مربوط بـه گنبـد آتشفشانی بهلول داغی واقع در جنوب روسـتای اسـپیران بـرای سن‌سنجی انتخاب شد.

قطعات مورد استفاده برای سن سـنجی $^{40}Ar/^{39}Ar$ شـامل بیوتیت‌های نسبتا سالم و جدا شده از سنگ آتشفشانی به ابعـاد ۵۰۰ تا ۸۰۰ میکرومتر بود که پـس از خـردایش کـل سـنگ و مرحله جداسازی مغناطیسی زیر میکروسکوپ دوچـشمی جـدا شد و به مدت یک دقیقه به وسیله اسـید HF بـا نرمالیتـه ۰/۵ شستشو داده شد تا مقدار شیـشه، کربنـات و دیگـر کـانی‌هـای احتمالی دگرسان همراه با آن کاهش یابد. سـپس بیوتیـت‌هـای شسته شده به وسـیله HF، چنـدین بـار بـه وسـیله آب مقطـر شستشو داده شـد. پـس از آن، شـش تـا هفـت کـانی بـزرگ و خودشکل، از کانی‌های جدا شده زیر دوچشمی برای سن‌سنجی انتخاب شد. وزن نمونه‌های مورد بررسی حدود ۳۲/۵۷ mg بود. سن‌سنجی $^{40}Ar/^{39}Ar$ در آزمایشگاه دما زمان‌شناسی ایزوتوپی انجمن زمین شناسی چین (CAGS) انجام شد. در ایـن روش،

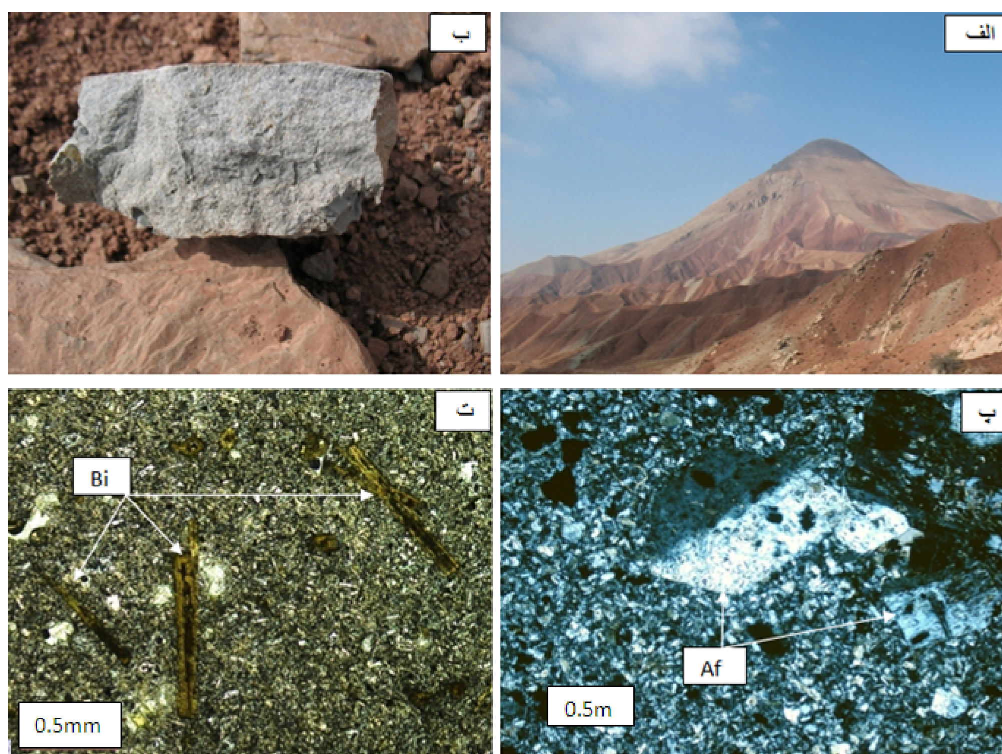
1- Rhodanian
2- Walachian
3- Pasadenian

نمونه‌ها به روش فراصوتی تمیز و سپس در ورق آلومینیومی پیچیده شده و به همراه دو یا سه نمونه شاهد (ZBH-25) در لوله آلومینیومی قرار داده شدند (این نمونه شاهد که به عنوان استاندارد داخلی به کار گرفته می‌شود، بیوتیتی با سن ۱±۱۳۲۷ میلیون سال و مقدار پتاسیم ۰٫۰۳۰±۷٫۵۷۹ درصد وزنی است). این لوله‌ها داخل لوله کوارتزی (به ارتفاع ۴۰ میلیمتر و قطر ۵۰ میلیمتر) مهر و موم شده و به مدت ۲۸۷۸ دقیقه در معرض تابش قرار گرفتند. در این روش تنها مقداری از یک نمونه در معرض تابش نوترون‌ها در راکتور هسته‌ای قرار می‌گیرد تا ^{39}K (ایزوتوپ پایدار K) به ^{39}Ar تبدیل شود. نسبت ^{40}Ar/^{39}Ar نمونه پرتودهی شده به آسانی توسط طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری می‌شود و بر پایه آن، نسبت دقیق والد: دختر برای مقدار نمونه مورد نظر قابل محاسبه است. برای این منظور، مقداری از نمونه پرتودهی شده در خلا طی چندین مرحله (۷۶۰ تا ۱۲۶۰ درجه سانتیگراد) گرم می‌شود تا Ar خارج شود. پس از خروج آرگون، نسبت ^{40}Ar/^{39}Ar به‌طور مجزا برای هر مرحله گرمایش توسط طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری می‌شود. همچنین عامل تصحیح تداخل ایزوتوپی تولید شده در طی پرتودهی نیز با بررسی طیف خالص CaF_2 و K_2SO_4 محاسبه می‌شود و پس از تصحیحات مربوط به مقادیر تفکیک جرمی، تاثیر جوی و تداخل جرمی تابش القایی، سن محاسبه می‌شود (شکل ۴ و جدول ۱).

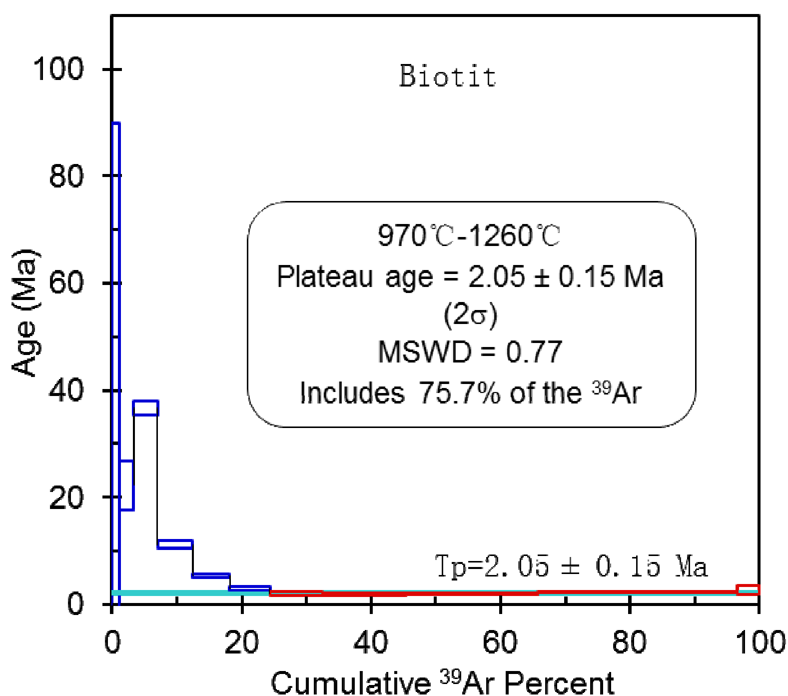


شکل ۲ نقشه زمین شناسی منطقه اسپیران در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ برگرفته از مرجع [۵].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.375]



شکل ۳ الف) نفوذ توده آتشفشانی بهلول داغی به سازند قرمز بالایی، ب) نمایی نزدیک از نمونه آتشفشانی داسیتی انتخاب شده برای سن سـنجی، **پ**) تصویر میکروسکوپی درشت بلور فلدسپار قلیایی (Af) در زمینه‌ای ریزدانه از کوارتز و پلاژیوکلاز و ت) تصویر میکروسکوپی درشت بلور بیوتیت (Bi) در زمینه ریزدانه‌ای از کوارتز و فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز.



شکل۴ طیف نوعی Ar-Ar برای بیوتیت جدا شده از سنگ‌های آتشفشانی. سن‌سنجی Ar-Ar مستلزم گرمـایش تـدریجی نمونـه اسـت و طیـف اندازه‌گیری‌های سنی را نشان می‌دهد که آرگون اضافه شده سرگذشت نمونه را آشکار می‌سازد (ستون ها نشان دهنده دما برحسب °C بـرای هـر مرحله است)، طیف آرگون اضافه (ستون‌های آبی رنگ) نشان دهنده تغییر ^{40}Ar بوسیله یک منبع خارجی است. ضـخامت عمـودی مـستطیل‌هـا نشان دهنده سن تعیین شده آن مرحله با دقت σ± است. عدم قطعیت سن در سطح اطمینان ۹۵٪ گزارش شده است (۲σ).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.375]

جدول ۱ داده‌های گرمایش تدریجی $^{۴۰}Ar/^{۳۹}Ar$ برای بیوتیت‌های سنگ آتشفشانی بهلول داغی وزن نمونه W = ۳۲٫۵۷ mg است.

T (°C)	$(^{۴۰}Ar/^{۳۹}Ar)_m$	$(^{۳۶}Ar/^{۳۹}Ar)_m$	$(^{۳۷}Ar./^{۳۹}Ar)_m$	$(^{۳۸}Ar/^{۳۹}Ar)_m$	^{۴۰}Ar (%)	F	^{۳۹}Ar (×۱۰$^{-۱۴}$mol)	^{۳۹}Ar(Cum.) (%)	Age (Ma)	±۱σ (Ma)
۷۶۰	۳۳۰۶٫۵۷۲۰	۱۱٫۱۷۵۵	۰٫۲۸۵۰	۲٫۱۶۸۴	۰٫۱۳	۴٫۲۱۸۶	۰٫۲۹	۱٫۰۲	۳۶	۵۴
۸۰۰	۸۴۲٫۰۵۵۴	۲٫۸۴۰۹	۰٫۱۰۲۵	۰٫۵۸۸۷	۰٫۳۰	۲٫۵۶۱۸	۰٫۶۵	۳٫۲۹	۲۲٫۲	۴٫۶
۸۴۰	۲۷۹٫۰۳۰۹	۰٫۹۲۹۹	۰٫۰۷۶۷	۰٫۲۲۸۶	۱٫۵۳	۴٫۲۵۶۱	۱٫۰۶	۶٫۹۹	۳۶٫۷	۱٫۳
۸۷۰	۱۱۰٫۰۷۸۸	۰٫۳۶۸۲	۰٫۰۲۱۲	۰٫۱۲۲۶	۱٫۱۷	۱٫۲۸۶۶	۱٫۵۶	۱۲٫۴۳	۱۱٫۱۷	۰٫۶۵
۹۰۰	۳۷٫۳۵۴۹	۰٫۱۲۴۴	۰٫۰۱۶۱	۰٫۰۷۵۵	۱٫۶۲	۰٫۶۰۴۵	۱٫۶۳	۱۸٫۱۱	۵٫۲۶	۰٫۳۸
۹۳۰	۸٫۹۰۸۲	۰٫۰۲۹۰	۰٫۰۱۵۶	۰٫۰۵۷۱	۳٫۸۷	۰٫۳۴۵۱	۱٫۷۸	۲۴٫۳۲	۳٫۰۰	۰٫۳۹
۹۷۰	۴٫۶۶۲۵	۰٫۰۱۵۰	۰٫۰۱۲۵	۰٫۰۵۴۵	۵٫۱۲	۰٫۲۳۸۶	۲٫۳۶	۳۲٫۵۵	۲٫۰۸	۰٫۳۶
۱۰۲۰	۴٫۱۵۰۱	۰٫۰۱۳۳	۰٫۰۱۲۵	۰٫۰۵۴۰	۵٫۰۰	۰٫۲۰۷۴	۳٫۶۹	۴۵٫۴۴	۱٫۸۱	۰٫۱۸
۱۰۸۰	۱٫۷۹۹۰	۰٫۰۰۵۳	۰٫۰۱۱۲	۰٫۰۵۱۱	۱۲٫۹۱	۰٫۲۳۲۲	۵٫۸۱	۶۵٫۷۲	۲٫۰۲	۰٫۱۵
۱۱۶۰	۰٫۷۵۴۱	۰٫۰۰۱۷	۰٫۰۰۶۸	۰٫۰۴۸۵	۳۲٫۵۱	۰٫۲۵۱۴	۸٫۸۳	۹۶٫۵۷	۲٫۱۳	۰٫۱۱
۱۲۶۰	۱٫۰۸۲۰	۰٫۰۰۲۶	۰٫۰۳۰۷	۰٫۰۴۶۴	۲۸٫۸۸	۰٫۳۱۲۵	۰٫۹۸	۱۰۰٫۰۰	۲٫۷۲	۰٫۷۹

سن کل =۴٫۹Ma

$F={}^{۴۰}Ar^{*}/{}^{۳۹}Ar$، نسبت ^{۴۰}Ar پرتوزاد و ^{۳۹}Ar

نتایج سن‌سنجی $^{۴۰}Ar/^{۳۹}Ar$

سن‌سنجی آرگون- آرگون یکی از کاربردی ترین ابزارهای به کار رفته در علوم زمین است و بیوتیت مهم‌ترین کانی است که اغلب برای این منظور استفاده می‌شود. از آنجا که دگرسانی ثانویه بیوتیت به فازهایی مانند کلریت مرسوم است و این فرایند موجب نشان دادن سن‌هایی کمتر از سن واقعی در طیف سن‌سنجی می‌شود، رفع مشکل دگرسانی برای سن‌سنجی اهمیت جهانی دارد [۲۰] . به این منظور یا باید به وسیله اعمال روش‌هایی خطاهای ناشی از دگرسانی را کمینه کرد و یا از بیوتیت‌های سالم و غیردگرسان استفاده کرد که طیف سنی U شکل را در همراهی با نمودار سنی معنی‌دار ناشی از تجزیه کانی طی گرمایش تدریجی نشان می‌دهد و به وسیله آن می‌توان سن دقیق سنگ را تعیین کرد.

در این پژوهش، پس از خردایش سنگ آتشفشانی مورد نظر، هفت بیوتیت غیردگرسان یا با دگرسانی اندک با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی جدا شد و پس از آماده سازی نمونه‌ها به طوری که در پیشتر توضیح داده شد، یازده مرحله آزمایش گرمایش تدریجی بر بیوتیت‌های جدا شده اعمال گردید. نتایج در جدول ۱ و شکل ۴ گزارش شده است.

سن نمودار و سن کلی در سطح اطمینان دو سیگما (۲σ) (شکل ۴) و سن‌های آشکار شده هر مرحله جداگانه در ضریب اطمینان (۱σ) داده شده است (جدول ۱). میانگین مربع انحراف معیار وزنی MSWD برابر است با (n-۲)/ SUMS که SUMS برابر است با کمینه مجموع وزنی رسوب و n برابر است با تعداد مراحل [۲۱]. مقادیر MSWD کمتر از ۰٫۳ ناشی از بررسی‌هایی است که عدم قطعیت آنها به طور قابل ملاحظه‌ای بیش از حد مورد انتظار است و نیاز به تعیین دقیق‌تر ایزوتوپ برای اعمال آزمون آماری با MSWD است[۲۲]؛ در حالی که مقادیر MSWD کمتر از یک بیانگر این است که پراکندگی در طول خطوط هم زمان وجود دارد که کمتر از مقدار مورد انتظار آماری ناشی از تجزیه و تحلیل‌های مجزاست. در این پژوهش، مقادیر MSWD بیوتیت‌های مورد بررسی برابر با ۰٫۷۷ بود که نشان دهنده قابل اطمینان بودن نتیجه آزمایش است.

برای تعریف نمودارهای سنی به منظور سن‌سنجی بیوتیت این معیارها در نظر گرفته شد: (۱) بیش از سه مرحله متوالی دربردارنده ۶۰ درصد یا بیشتر آرگون ۳۹ رها شده، (۲) دست‌کم سه مرحله متوالی تشکیل نمودار بدون وجود مقادیر خارج از رده و (۳) همخوانی سن کلی طیف با سن آشکار شده با ضریب اطمینان ۲σ [۲۱، ۲۳]. با در نظر داشتن این موارد، سن نمودار مشاهده شده از آزمایش بیوتیت‌های منتخب به وسیله آزادسازی ۷۵٫۷٪ آرگون محاسبه و با استفاده از نرم افزار ArArCalc رسم شد. طیف سن‌سنجی این درشت بلورهای بیوتیت دست کم در چهار مرحله اول گرمایش، از دست رفتن مقدار کمی آرگون را نشان می‌دهد، خوشبختانه در ادامه توالی،

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.375]

نمودار سنی آرمانی به دست آمد که از نظر آماری معتبر است. این نمودار $^{40}Ar/^{39}Ar$ سن Ma ۲٫۰۵±۰٫۱۵ را به دست می-دهد (۶ مرحله طیف گرمایش تدریجی از ۹۰۰ تا ۱۱۶۰ درجه سانتیگراد) که مقادیر آن به سن کلی آشکار شده (Ma ۴٫۹) نیز نزدیک بود (شکل ۴) .

بحث و بررسی

سن‌سنجی $^{40}Ar/^{39}Ar$ نقش کلیدی در تفسیر سن سنگ‌های مختلف و درک خاستگاه سیستم‌های کانه ساز و ارتباط آن با فلززایی ایفا می‌کند [۲۴]. برخلاف بیشتر عناصر اصلی و فرعی در کانی‌های سنگ‌ساز که اغلب با پیوندهای کووالانسی و یا یونی به آنها متصل می‌شوند، آرگون از نظر شیمیایی بی اثر است و میل ترکیبی ندارد. بنابراین آرگون در سن‌سنجی $^{40}Ar/^{9}Ar$ ، همراه با گرمایش مرحله به مرحله، به طور تدریجی از نمونه خارج می‌شود و طیف سنی متناظر با آن قابل رسم است. [۲۵]. جدول ۱ و شکل ۴ نتایج گرمایش تدریجی ۷ دانه بیوتیت جدا شده از سنگ آتشفشانی را نشان می‌دهد. در این پژوهش، طیف مسطحی طی پنج تا ده مرحله گرمایش متوالی بیوتیت‌ها، تشکیل شد که سن مشابهی را آشکار کرد (با دقت 1σ) و در مجموع دست‌کم ۷۵٫۷ درصد از کل ^{39}Ar رها شده را تشکیل داد. یکی از مهم ترین ویژگی‌های این طیف سن سنجی، وابستگی سن به مجموع ^{39}Ar رها شده است، در نتیجه این طیف سنی در قالب یک تابع مرحله‌ای به نمایش در می‌آید که هر مرحله از آن متناظر با یک مرحله ویژه گازززدایی نمونه است. منظور از سن واقعی طیف، طیف سنی آرمانی به دست آمده از تعداد بیشماری مراحل با دقت مطلق اندازه‌گیری است. از آنجا که تعداد مراحل رهایی آرگون از نمونه همیشه محدود است، ترکیب ایزوتوپی آرگون اندازه گیری شده در هر مرحله گاززدایی در واقع میانگین همه گازهای رها شده است. سن‌های این مراحل از میانگین‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی محاسبه می-ود. بنابراین طیف سنی به دلیل میانگین‌گیری از ترکیب ایزوتوپی آرگون طی اندازه‌گیری می‌تواند دستخوش تغییر شود [۲۶]. سن‌های نمودار بوسیله وزن هر مرحله و معکوس وردایی به دست آمده است که معرف سن Ma ۲٫۰۵±۰٫۱۵ همراه با از دست رفتن تدریجی ۷۵٫۷ آرگون از بیوتیت است.

از دست رفتن آرگون در مراحل اولیه می‌تواند در نتیجه آزادسازی آرگون از جایگاه‌های با پیوندهای ضعیف باشد. شواهد بررسی‌های پتاسیم- آرگون نشان می‌دهد که دگرسانی موجب تولید لایه‌های داخلی از کانی‌هایی مانند کلریت می‌شود که معرف لایه‌های فقیر از پتاسیم است و از دست دادن پتاسیم با از دست دادن مقادیر بیشتری ^{40}Ar همراه است و در نتیجه آرگون کمتری هنگام گرمایش تدریجی آزاد خواهد شد و سن-های جوان‌تری نشان می‌دهد [۲۰]. از طرف دیگر، به دلیل تجزیه بیوتیت طی آزمایش گرمایش تدریجی که موجب همگن شدن آرگون در بلور می‌شود، انتظار می‌رود که آلودگی بیوتیت با فازهای دیگر، برای مثال کلریت و میانبار سیال موجب به هم ریختگی طیف سنی شود [۲۶]. پیشنهاد شده است که در صورت کلریتی شدن بیوتیت، بخش نهایی طیف سنی منعکس کننده گاززدایی از نواحی تازه و غیردگرسان است و ممکن است بهترین برآورد را برای سن سرد شدن بیوتیت ارائه دهد [۲۷]. ازآنجا که براساس بررسی‌های میکروسکوپی در بیوتیت‌های مورد بررسی در این پژوهش، هیچ اثری از کلریت شناسایی نشده است و در مراحل اولیه گاززدایی نیز سن‌های جوان‌تر از نمودار اصلی دیده نشد (شکل ۴)، بعید است که طیف تعریف شده در این بررسی در نتیجه کلریتی شدن به وجود آمده باشد.

طیف سن‌سنجی بیوتیت نمونه سنگ آتشفشانی بهلول داغی آرگون اضافه یا از دست دادن جزئی مقادیر کمی آرگون پرتوزادی را در مراحل اول نشان می‌دهد که به طور ناهنجاری سن‌های آشکار شده بالایی را نشان می‌دهد (۱۱ تا ۳۶ میلیون سال) که در ادامه توسط چندین مرحله پیوسته تشکیل دهنده نمودار سنی دنبال می‌شود. در نمونه مورد بررسی، از دست رفتن مقداری آرگون پرتوزادی در چهار مرحله اول ممکن است نشان دهنده انتشار حجمی فعال در اثر گرما در بیوتیت باشد. چنین سن‌های قدیمی‌تر بیوتیت در نتیجه وجود آرگون اضافه در پژوهش‌های بسیاری گزارش شده است. این نوع طیف‌ها می‌تواند مربوط به ^{40}Ar اضافی باشد که شامل دو نوع اضافی و موروثی است. بر اساس بررسی‌های پیشین، ^{40}Ar بیشتر از منابع دیگر تامین می‌شود تا اینکه فرآورده واپاشی درجای رادیواکتیو باشد. همچنین آرگون اضافی می‌تواند مربوط به فشار موضعی روی آرگون و میانبار سیال باشد [۲۸]. از آنجا که در طیف سنی بیوتیت مورد بررسی، شاهد از دست رفت مقدار زیادی آرگون در مراحل اولیه بودیم، چنان که انتظار می‌رود این از دست رفتن آرگون در اثر دگرسانی به کلریت نیست، بلکه در نتیجه وجود آرگون از یک منبع خارجی (برای مثال

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.375]

جو) در نقاط ضعف و شکستگی‌های بیوتیت است که به علت پیوند ضعیف در اولین مراحل با سهولت بیشتری آزاد می‌شود.

بنابر آنچه بیان شد، طیف سنی U شکل اغلب نشان دهنده آرگون اضافی است (چند مرحله ابتدایی و چند مرحله نهایی اغلب فرآورده‌های پرتوزادی پایین‌تری دارند، بنابراین سن‌های آشکار شده برای این مراحل اغلب بیشتر وابسته به آرگون اضافه موجود است). برای چنین نمونه‌هایی بهترین برآورد سن کمترین سن بر نمودار است که بیشترین سن ممکن برای نمونه را نشان می‌دهد (شکل ۴) [۲۹]. در این میان می‌توان داده‌های مراحلی که نمودار سنی نشان نمی‌دهند را نادیده گرفت. بدین ترتیب داده‌های به دست آمده از طیف‌سنجی در بیوتیت‌های نمونه مورد بررسی سن ۲٫۰۵±۰٫۱۵ Ma را نشان می‌دهد که معادل با پلیئیستوسن است.

برداشت

حوضه تبریز در شمال غرب ایران و در پهنه برخوردی ورقه عربی و اوراسیا قرار دارد. گنبد آتشفشانی بهلول داغی واقع در جنوب روستای اسپیران، به داخل توالی رسوبی سازند قرمز بالایی نفوذ کرده و بر اساس بازدیدهای صحرایی، به دلیل پیروی آن از ریخت‌شناسی سازند قرمز بالایی سن چینه‌شناسی آن را به پلیوکواترنری نسبت می‌دهد. در این پژوهش، نتایج سن‌سنجی آرگون- آرگون و گرمایش تدریجی هفت دانه بیوتیت جدا شده از سنگ داسیتی، طیف سنی با مقادیر اولیه نسبتا قدیمتری را تشکیل داد که این مقادیر در جایی که نمودار طرح مسطحی را تشکیل می‌دهد، کاهش یافت. این طیف سنی در مراحل اولیه گرمایش (چهار مرحله اول Ar اضافه و در مراحل بالاتر گرمایش (مراحل پنج تا ده) همراه با ۷۱٪ آرگون رها شده، سن سازگارتری را به‌صورت نمودار نشان داد که از آن میانگین سنی مطمئن‌تری (بدون خطاهای اصولی) برای نمونه تعیین شد (۲٫۰۵±۰٫۱۵ Ma) که معادل با زمان پلیئیستوسن است. بر اساس بررسی‌های انجام شده، سن‌های قدیمی مراحل اولیه بیانگر حضور آرگون اضافه در شبکه کانی بیوتیت‌های مورد بررسی است.

قدردانی

نگارنده از آزمایشگاه دما زمان شناسی ایزوتوپی انجمن علوم زمین چین، برای انجام سن سنجی آرگون- آرگون نهایت سپاس و امتنان را دارد.

مراجع

[1] Jahangiri A., *"Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications"*. Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 433–447.

[2] Berberian M., King g. c. p., *"Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Earth science 18(1981), 215 – 265.

[3] Dimitrijevic M. D, *"Geology of Kerman region geology survey of Iran"*, (1973).

[4] Omrani J., Agard Ph., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., *"Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences"*,Lithos 106, (2008) 380-398.

[5] Ahmadzadeh Gh., Jahangiri A., Lentz D., Mojtahedi M., *"Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010), 37–50.

[6] Asadiyan A., *"Geological map 1: 100000 Tabriz"*, Geological Survey of Iran(1372).

[7] Gill R., *"Chemical Fundamentals of Geology and Environmental Geoscience"*, John Wiley & Sons (2015) 267pp.

[8] Kerr R.A. *"Two geologic clocks finally keeping the same time"*. Science 320 (2008) 5–434.

[9] Kelley S., *"Excess argon in K–Ar and Ar–Ar geochronology"*, Chemical Geology 188 (2002) 1–22.

[10] Karaoğlu O., Helvac C., Ersoy Y., 2010, *"Petrogenesis and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of the volcanic rocks of the Uşak-Güre basin, western Türkiye"*, Lithos 119 (2010) 193–210.

[11] Reichenbacher B., Alimohammadian H. , Sabouri J., Haghfarshi E., Faridi M., Abbasi S., Matzke-Karasz R., Fellin G., Carnevale G., Schiller W., Vasilyan D., Scharrer S., *"Late Miocene stratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Tabriz Basin"*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 311 (2011) 1–18.

[12] Axen G.J., Lam P.S., Grove M., Stockli D.F., Hassanzadeh J., *"Exhumation of the westcentral Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics"*, Geology 29 (2001) 559–562.

[13] Amel N., Moayyed M., Ameri A., Vosoghi Abedini M., Moazzen M., *"Petrogenesis of Plio-Quaternary basalts in Azerbaijan, NW Iran and comparisons them with similar basalts in the east*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.375]

northern Chile", Journal of Volcanology and Geothermal Research 157(2006) 311–330.

[22] Engelhardt JF., Sudo M., Stockhecke M., Oberhansli R, *"Feldspar 40Ar/39Ar dating of ICDP PALEOVAN cores"*,Geochimica et Cosmochimica Acta 217 (2017) 144–170.

[23] Guillou H., Scao V., Nomade S., *"^{40}Ar/^{39}Ar age of cryptochron as recorded in a lava sequence within the Ko'olau volcano (Hawaii, USA), "*Quaternary Geochronology 43 (2018) 91–101.

[24] Paine J.H., Nomade S., Renne P.R., *"Quantification of 39Ar recoil ejection from GA1550 biotite during neutron irradiation as a function of grain dimensions"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 70 (2006) 1507–1517.

[25] Cosca M., Stunitz H., Bourgeix A.L., Lee J.P., *"^{40}Ar loss in experimentally deformed muscovite and biotite with implications for 40Ar/39Ar geochronology of naturally deformed rocks"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 75 (2011) 7759–7778.

[26] Alekseev D.V., Travin A.V., *"Measurement and approximation of the age spectra of rocks and minerals during 40Ar/39Ar dating",* Russian Geology and Geophysics 58 (2017) 1232–1239.

[27] Lu S., Phillips D., Kohn B.P., Gleadow A.J.W., Matchan E.L., *"Thermotectonic evolution of the western margin of the Yilgarn craton,Western Australia: New insights from^{40}Ar/^{39}Ar analysis of muscovite and biotite",* Precambrian Research 270 (2015) 139–154.

[28] Willigers B.J.A., Mezger K., Baker J.A., *"Development of high precision Rb–Sr phlogopite and biotite geochronology; an alternative to 40Ar/39Ar tri-octahedral mica dating",* Chemical Geology 213 (2004) 339– 358.

[29] Kuruma S Onal A., Boztug D., Spell T., Arslan M., *"^{40}Ar/^{39}Ar age and geochemistry of the post-collisional Miocene Yamadagˇ volcanics in the Arapkir area (Malatya Province), eastern Anatolia, Turkey",* Journal of Asian Earth Sciences 33 (2008) 229–251.

of Turkey", Iranian society of crystallography and mineralogy 16 (1387) 327-340.

[14] Alavi M., *"Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution"*, American Journal of Science 304 (2004) 1–20.

[15] Hashemi M., *"Mineralogy, geochemistry and tectonic setting of volcanic rocks in volcano-sedimentary sequence of south Zanjan"*, Iranian society of crystallography and mineralogy 26 (2018) 93-102.

[16] Sadati N., Yazdi M., Behzadi M., Adabi M., Mokhtari A., *"Identification of structural factors for exploring of stratiform copper deposits using ETM+ data in the north of Tabriz,NW Iran",* 4 (2013) 53-64.

[17] Hajialioghli R., Rashidi M., Moayyed M., "Mineral chemistry and petrogenesis of the dacitic volcanic rocks from the Arvaneh cone, SW Bostanabad-East of Sahand, Volcano", Iranian society of crystallography and mineralogy 24 (2016) 371-384.

[18] Safikhani M, Hajialioghli R, moayed M., *"Mineralogy and mineral chemistry of andesites in comparison with their magmatic enclaves from the Ghikhlar area (East Azarbaidjan) "* 25 (2018) 811-822.

[19] Khezerlou A, Amel N, moayed M, Jahangiri A, gari govayer M., *"Petrography, mineral chemistry and geochemistry of hornblenditic autholiths and hornblenditic xenoliths from volcanic alkaline rocks from North West of Marand (NW Iran),* Iranian society of crystallography and mineralogy 25 (2018) 681-696.

[20] Roberts H.J., Kelley S.P., Dahl P.S., *"Obtaining geologically meaningful 40Ar–39Ar ages from altered biotite",* Chemical Geology 172 (2001) 277–290.

[21] Oliveros V Féraud G., Aguirre L., Fornari M., Morata D., *"The Early Andean Magmatic Province (EAMP): 40Ar/39Ar dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera,*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.375]